

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN-POLONIA

VOL. XLIV/XLV,5

SECTIO B

1989/1990

Zakład Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS

Radosław DOBROWOLSKI

**Wpływ tektoniki na rozwój zjawisk krasowych na międzyrzeczu środkowego
Wieprza i Bugu**

Effect of Tectonics on Development of the Karst Phenomena in the Middle Wieprz and Bug Interfluve

W pracy podjęto próbę określenia związku między rozmieszczeniem i wielkością form krasowych a przebiegiem dyslokacji tektonicznych i spękań ciosowych w typie krasu kredy piszącej. Przeanalizowano długość i orientację dłuższej osi wszystkich kategorii genetycznych form rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu – obszarze o najpełniej rozwiniętym zespole form tego typu. Wyniki analizy morfometrycznej form krasowych zestawiono z publikowanymi materiałami tektonicznymi i hydrogeologicznymi.

Zjawiska krasowe międzyrzecza środkowej Wisły i Bugu, rozwijające się na wchodniach skał węglanowych górnej kredy, wielokrotnie były przedmiotem zainteresowania (A. J a h n 1946, T. W i l g a t 1950, J. R z e c h o w s k i 1964, A. K ę s i k 1965, H. M a r u s z c z a k 1966, M. H a r a s i m i u k 1974). Szczególnie w latach 60. i 80. ukazały się liczne publikacje przedstawiające opis form krasowych (J. R z e c h o w s k i 1964, A. K ę s i k 1965), ich hierarchię typologiczną (H. M a r u s z c z a k 1966) oraz próbę wyjaśnienia genezy (M. H a r a s i m i u k 1974, E. R ü h l e 1976). Ze względu na szczególnie charakter krasowienia wynikający ze specyficznych warunków litologicznych skał węglanowych tego obszaru H. M a r u s z c z a k (1966) określił ten typ – krasem kredy piszącej. Jako cechą odróżniającą od krasu klasycznego wymienia się najczęściej brak typowych form powierzchniowych, jak żłobki, żebra, studnie krasowe oraz form podziemnych i zapadliskowych (H. M a r u s z c z a k 1966, M. H a r a s i m i u k 1975). Podkreśla się przy tym, że w rozwoju form krasowych w miękkich, porowatych skałach węglanowych większą rolę odgrywa litologia i chemizm skał (M. H a r a s i m i u k 1974) niż jak w przypadku krasu klasycznego czynniki klimatyczne (G. C h a b o t 1925, J. C o r b e l 1959, A. B ö g l i 1960) .



Ryc. 1. Położenie obszaru badań na tle regionów geomorfologicznych (wg H. Maruszczaka 1972) wraz z lokalizacją pól testowych (por. ryc. 3)

Situation of the examined area against a background of the geomorphological regions (after H. Maruszczak 1972) with the location of the test fields (see Fig. 3)

Kreda pisząca wyróżnia się bardzo małą wodoprzepuszczalnością, określaną dla okolic Chełma na $3 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ (S. i J. R y b i c c y 1973). Zbliżone wskaźniki podaje się również dla występujących tu margli (P. H e r b i c h 1980). Jednocześnie skały te są dostatecznie silnie pocięte pionowymi szczelinami pochodzenia tektonicznego oraz wietrzeniowego, drożnymi hydraulicznie przynajmniej do głębokości 100-150 m (S. K r a j e w s k i 1970, 1984). Tymi właśnie szczelinami odbywa się praktycznie cały przepływ wód podziemnych (T. W i l g a t 1959, G. K r a j e w s k i 1970, P. H e r b i c h 1980, Z. M i c h a l c z y k 1986, A. Z w i e r z c h o w s k i 1988). Charakter uszczelinienia masywu skalnego, ukierunkowanie i zasięg pionowy systemu szczelin wodonośnych, kształtuje więc bezpośrednio przebieg i tempo krasowienia. Na związki krasu kredowego z tektoniką zwracano uwagę niejednokrotnie zarówno w opracowaniach odnoszących się do obszaru lubelskiego (J. R z e c h o w s k i 1964, E. R ü h l e 1976, M. H a r a s i m i u k 1980, J. B u r a c z y Ń s k i 1984), jak i obszarów Równiny Rosyjskiej o podobnych warunkach litologicznych (W. A. M o r o z o w 1966, G. A. M a k s i m o w i c z 1969, A. G. C z i k i s z e w 1978, A. A. L o m a e w 1979). Z uwagi jednak na niedostateczne udokumentowanie sieci dyslokacji w utworach górnokredowych rozważania te miały charakter ogólny i raczej jakościowy. Pełniejsze rozpoznanie w ostatnich latach stylu tektonicznego Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola pozwala na określenie związku między rozmieszczeniem oraz wielkością form krasowych a przebiegiem dyslokacji tektonicznych oraz spękań ciosowych w tym typie krasu.

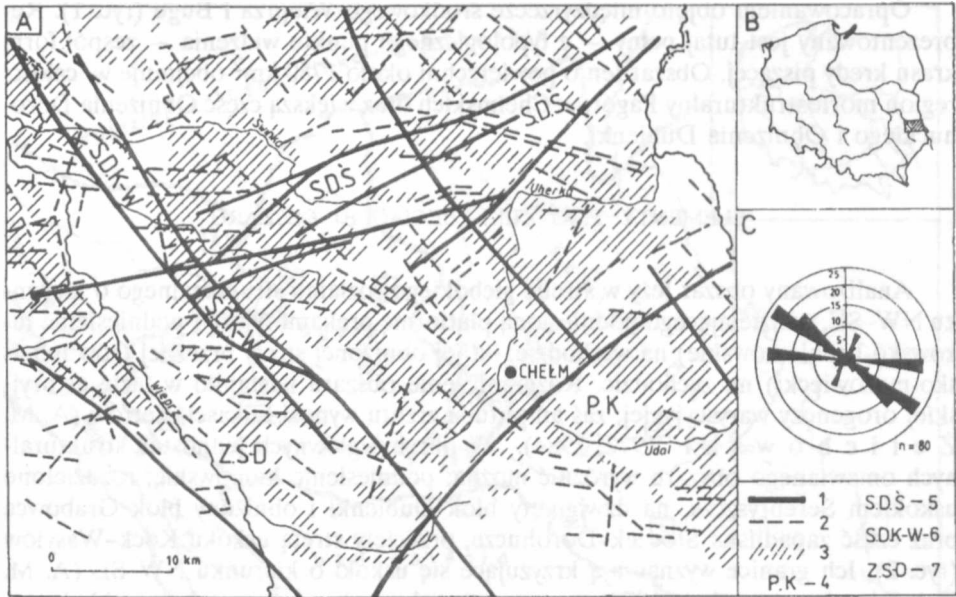
Opracowaniem objęto międzyrzecze środkowego Wieprza i Bugu (ryc. 1). Reprezentowany jest tutaj pełny – z typologicznego punktu widzenia – zespół form krasu kredy piszącej. Obszar ten o powierzchni około 1750 km² obejmuje w całości region morfostrukturalny Pagórów Chełmskich oraz większą część Obniżenia Dorohuckiego i Obniżenia Dubienki.

ELEMENTY TEKTONIKI NIECIĄGŁEJ OBSZARU

Analizowany obszar leży w strefie głębokiego rozłamu strukturalnego o kierunku NW–SE, oddzielającego podniesioną platformę prekambryjską (podniesienie lukowsko-hrubieszowskie) na wschodzie, od jej obniżonej strefy brzeżnej (rów lubelsko-mazowiecki) na zachodzie. Rozgraniczenie obszaru nastąpiło w fazie asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej, zaś amplituda zrzutu wynosi kilkaset metrów (A. M. Żelichowski 1972, 1984). W obrębie głównych jednostek strukturalnych omawianego obszaru wyróżnić można: podniesienie kumowskie, rozdzielone uskokiem Serebryszcza, na dźwignięty blok Dubienki i obniżony blok Grabowca oraz część zapadliska Stoczek–Dorohuczca, przecięty strefą uskoku Kock–Wasylów (ryc. 2). Ich granice wyznaczają krzyżujące się uskoki o kierunku NW–SE (A. M. Żelichowski 1972) tworzące charakterystyczny, prostokątny układ struktur tektonicznych tej części platformy prekambryjskiej. Zdecydował on w znacznym stopniu o ewolucji geologicznej obszaru, warunkując charakter sedymentacji oraz przebieg i układ struktur fałdowych i stref dyslokacyjnych w postpaleozoicznym etapie rozwoju (M. Harsimiułk 1980). W efekcie, bieg warstw górnokredowych jest zgodny z przebiegiem głównych dyslokacji i stref dyslokacyjnych paleozoiku. W fazie laramijskiej oraz w czasie późniejszych faz aktywności tektonicznej w trzeciorzędzie część starych uskoków została odnowiona w wyniku ruchów blokowych w podłożu utworów górnej kredy (A. M. Żelichowski 1984). Ruchy te miały charakter zrzutowo-przesuwczy; kontynuowane są także współcześnie. W utworach mezozoiku utworzyły się dwa systemy uskoków: odtwarzających aż ku powierzchni płaszczyzny dyslokacji paleozoicznych – z jednej strony oraz sieć skośnie zorientowanych w stosunku do nich kulisowych uskoków normalnych – z drugiej (P. Herbich 1980, A. Henkiel 1984).

Na podstawie mapy tektonicznej kompleksu mezo-kenozoicznego Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola (A. Henkiel 1984) wykonano dla międzyrzecza środkowego Wieprza i Bugu diagram kierunkowy głównych dyslokacji i stref rozluźnień tektonicznych (ryc. 2). Zarówno mapa, jak i skonstruowany na jej podstawie diagram dają obraz stylu tektonicznego utworów mezo-kenozoicznych. Zaznacza się wyraźna przewaga dwóch kierunków rozłamów strukturalnych: 1) o azymucie 300–320° – generalnie nawiązującego do przebiegu paleozoicznych struktur tektonicznych; 2) o azymucie 270–280° – odpowiadającego kierunkowi górnokredowych uskoków zrzutowo-przesuwczych o układzie kulisowym w stosunku do struktur paleozoicznych. Podrzedną rolę odgrywa kierunek 20–40° nawiązujący zapewne także do paleozoicznego planu strukturalnego.

Pośrednim efektem faz wzmożonej aktywności tektonicznej obszaru jest silne pocięcie masywu skalnego głębokimi szczelinami ciosowymi. Stanowią one wypadkową przeciwnie skierowanych wektorów sił naprężeń wewnątrz górotworu i mają



Ryc. 2. A – Główne elementy strukturalne międzyrzecza środkowego Wieprza i Bugu; 1 – główne strefy dyslokacyjne w utworach paleozoiku (wg. A. M. Żelichowskiego i in. 1975); 2 – ważniejsze dyslokacje oraz strefy dyslokacyjne w kompleksie mezo-kenozoiku (wg A. Henkla 1984); 3 – obszary występowania powierzchniowych form krasowych (wg H. Maruszczaka 1966); 4 – podniesienie kumowskie; 5 – strefa dyslokacji Święcicy; 6 – strefa dyslokacji Kock–Wasyłów; 7 – zapadlisko Stoczek–Dorohucza; B – Lokalizacja obszaru badań; C – Diagram przebiegu głównych dyslokacji w kompleksie mezo-kenozoicznym

A – Main structural components of the middle Wieprz and Bug interfluvium: 1 – main dislocation zones in the Palaeozoic deposits (after A. M. Żelichowski and others 1975); 2 – main dislocations and dislocations zones in the Meso–Cainozoic complex (after A. Henkiel 1984); 3 – areas of occurrence of surface karst forms (after H. Maruszczak 1966); 4 – Kumów elevation; 5 – Święcica dislocation zone; 6 – Kock–Wasyłów dislocation zone; 7 – Stoczek–Dorohucza depression; B – Location of the examined area; C – Diagram of orientation of the main dislocations in the Meso–Cainozoic complex

charakter ciosu ortogonalnego. Maksima kierunków par tych szczelin lokują się w przedziałach $285\text{--}305^\circ$ oraz $14\text{--}32^\circ$ (S. i J. R y b i c c y 1973, P. H e r b i c h 1980). Odnosi się to do wszystkich odmian litologicznych występujących tu skał górnokredowych i warunkuje ukierunkowany charakter krążenia wód podziemnych. Większość badaczy warunków hydrogeologicznych przyjmuje, że głównymi drogami migracji wód w utworach mezozoiku obszaru lubelskiego są znaczniejsze dyslokacje, szczególnie o kierunku NW–SE (S. K r a j e w s k i 1970, J. M a l l i n o w s k i 1974, P. H e r b i c h 1970, A. Z w i e r z c h o w s k i 1988). Duży zasięg szczelin tego sektora oraz ich rozwarcie, sięgające w skrajnych przypadkach ponad 30 cm (S. K r a j e w s k i 1970), nadaje im rangę regionalnych dróg migracji wód podziemnych. Szczeliny te prowadzą największe ilości wody, co wpływa drenująco na gęsty system drugorzędnych spękań masywu kredowego. Według P. H e r b i c h a (1980) współczynniki filtracji dla sektora NW–SE (WNW–ESE) są większe kilka, a nawet kilkanaście razy niż dla kierunku

prostopadłego do niego. W strefie przypowierzchniowej jednakże relacje te ulegają zmianie, aż do całkowitego wyrównania warunków przepływu wód podziemnych w strefie spękania wietrzeniowego skał (Z. M i c h a ł c z y k, Z. W i a t e r 1979).

STRUKTURALNE CECHY RZEŻBY OBSZARU

Zgodność głównych elementów rzeźby z planem strukturalnym głębokiego podłoża jest typowa dla całej Wyżyny Lubelskiej, co przejawia się wyraźnym ukierunkowaniem morfologicznym obszaru. Zagadnienie to, powszechnie znane, wielokrotnie omawiane w literaturze (A. J a h n 1956, H. M a r u s z c z a k 1972, M. H a r a s i m i u k 1980) nie budzi dziś większych wątpliwości. Dotyczy to także omawianego obszaru, chociaż charakter tych związków jest tutaj bardziej złożony. Zdaniem M. H a r a s i m i u k a (1980) przebieg paleozoicznych rozłamów strukturalnych warunkował sedymentogenezę górnokredową i zadecydował o dużym zróżnicowaniu litologicznym tego piętra. Późniejsze procesy denudacyjne przyczyniły się zaś do wypreparowania skał bardziej odpornych — opok i opok marglistych. Tworzą one współcześnie ciągi izolowanych wzniesień, o wyraźnie zaznaczonych krawędziach. Wraz z towarzyszącymi im strefami rozległych obniżzeń na wychodniach skał mniej odpornych mają często orientację zbieżną z przebiegiem przewodnich linii tektonicznych. Najbardziej czytelne spośród nich na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu mają kierunek NW–SE i lokują się wzdłuż linii: Cyców–Olchowiec–Staw–Kamień–Lipinki; Wola Korybutowa–Mogielnica–Wereszcze–Pokrówka–Wolawce–Klesztów oraz Chojno–Rejowiec Fabryczny–Niedziałowice. Liczne dane geologiczne (M. H a r a s i m i u k, A. H e n k i e l 1977, 1979, A. H e n k i e l 1984), a przede wszystkim hydrogeologiczne (P. H e r b i c h 1980, A. Z w i e r z c h o w s k i 1988, 1989) wskazują na współczesną aktywność hydrauliczną tych szczelin uskokowych, co świadczyłoby o ich odnawianiu, a tym samym współtworzeniu kierunkowości morfologicznej.

PRZEGLĄD ANALIZOWANYCH FORM KRASOWYCH

W e r t e b y . Są elementarnymi, a zarazem najbardziej rozpowszechnionymi formami krasu kredy piszącej. Są to niewielkie zagłębienia, w planie koliste lub owalne, o wymiarach poziomych rzędu kilkudziesięciu, rzadziej stukilkudziesięciu metrów. Ich głębokość najczęściej nie przekracza 6–8 m, choć znane są wertebry o głębokościach dochodzących nawet do 15 m (M. H a r a s i m i u k 1975). Nachylenie zboczy jest stosunkowo małe i wynosi zwykle 5–15°. Zależy ono od wykształcenia litologicznego (większe na marglach niż na kredzie piszącej), położenia hipsometrycznego (mniejsze w obszarach niżej leżących niż na wyższych poziomach hipsometrycznych) oraz pokrycia terenu (największe na obszarach leśnych). Przeważają formy o niewyraźnie zaznaczającym się dnie, łagodnie przechodzącym w górnej części zboczy w garby, oddzielające sąsiadujące ze sobą wertebry. Ich gęstość, szczególnie w niektórych rejonach Pagórów Chełmskich, jest

bardzo duża i dochodzi do kilkudziesięciu form na 1 km² (M. H a r a s i m i u k 1974).

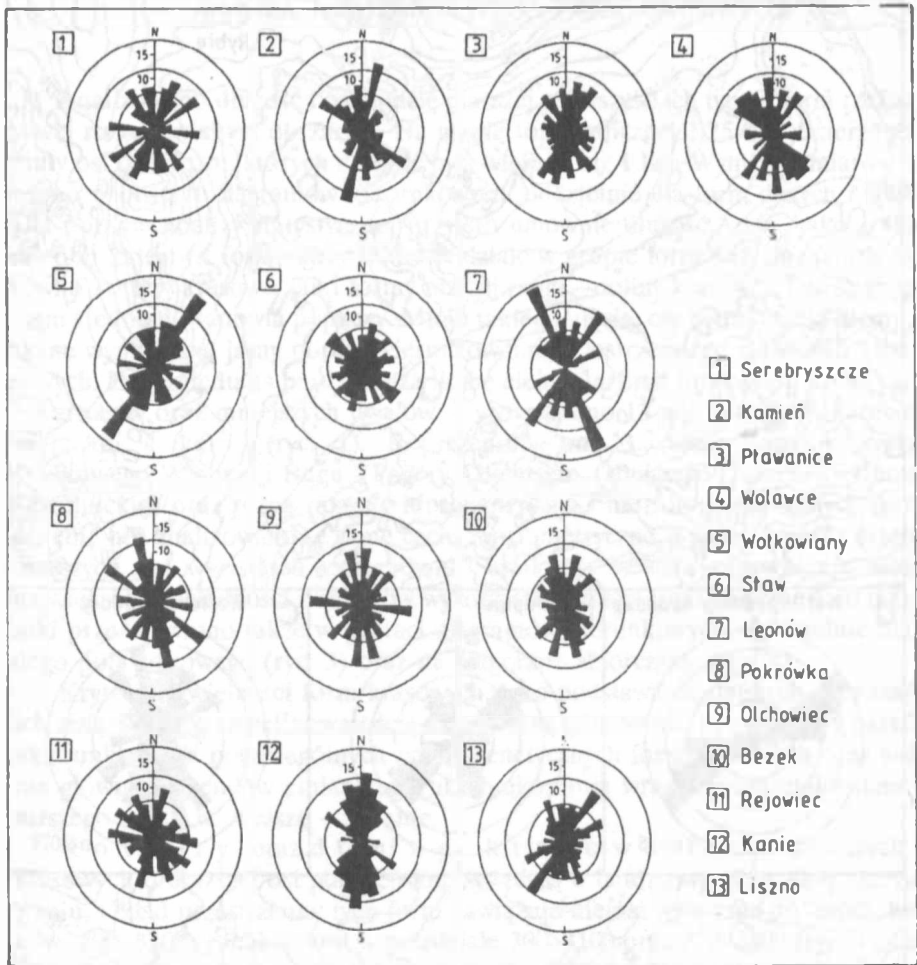
U w a ł y . Powstają w wyniku łączenia leżących obok siebie wertebów. Proces ten odbywa się na drodze degradacji grzęd oddzielających formy elementarne (T. W i l g a t 1959) oraz poprzez agradację substancji organiczno-mineralnej na ich dnach (M. H a r a s i m i u k 1975). Powstałe w ten sposób formy złożone mają niewyrównane dna, zaś ich kształty są bardzo nieregularne, odzwierciedlające wielkość i układ przestrzenny tworzących je wertebów. Długość dłuższej osi uwałów dochodzi do 1 km, najczęściej jednak wynosi 200–500 m. Zajmują one niższe poziomy hipsometryczne, głównie w obrębie zrównań podstokowych (H. M a r u s z c z a k 1966).

D o l i n y k r a s o w e . Są to formy krasowe tej samej co uwały lub wyższej rangi. Powstają w wyniku połączenia się zgrupowanych w jednym ciągu wertebów. Zazwyczaj włączone są już w system odwodnienia powierzchniowego danego obszaru. Długość dolin krasowych wynosi średnio kilka kilometrów i jest porównywalna z długością niektórych kotlin krasowych.

P o p ł a w y . Są to rozległe kotlinowate obniżenia terenu o kształcie owalnym lub eliptycznym i wyrównanym płaskim dnie. Są większe i głębsze niż uwały, a przy tym najczęściej znacznie bardziej regularne od nich w zarysie. Ich wymiary poziome mieszczą się zazwyczaj w przedziale 1–3 km, zaś głębokość przekracza 20 m. Powstają w wyniku łączenia mniejszych uwałów bądź jako formy samodzielne, założone na uskokach towarzyszących głównym dyslokacjom. Z typologicznego punktu widzenia należałoby je traktować jako formy nadrzędne w stosunku do uwałów, a niższą rangą od kotlin krasowych. Dotychczas w literaturze nie wydzielano ogniwa pośredniego między uwałem a kotliną krasową. Formy odpowiadające takiej charakterystyce określano jako duże uwały bądź małe kotliny krasowe. Za wyodrębnieniem ich przemawia analiza morfometryczna. Popławy stanowią swego rodzaju odgałęzienia kotlin krasowych – są prostopadle do nich zorientowane i powiązane z nimi hydrograficznie (popławy otwarte). Zwykle występują jednak jako formy samodzielne w sąsiedztwie dużych kotlin i wykazują podobną do nich orientację.

K o t l i n y k r a s o w e . Są niewątpliwie formami poligenetycznymi, w formowaniu których krasowienie, według H. M a r u s z c z a k a (1966), odegrało niepoślednią rolę. Ze względu na wielkość są najwyższymi rangą formami krasu kredy piszącej. Mimo pewnych różnic mogą być porównywane z poljami dy-

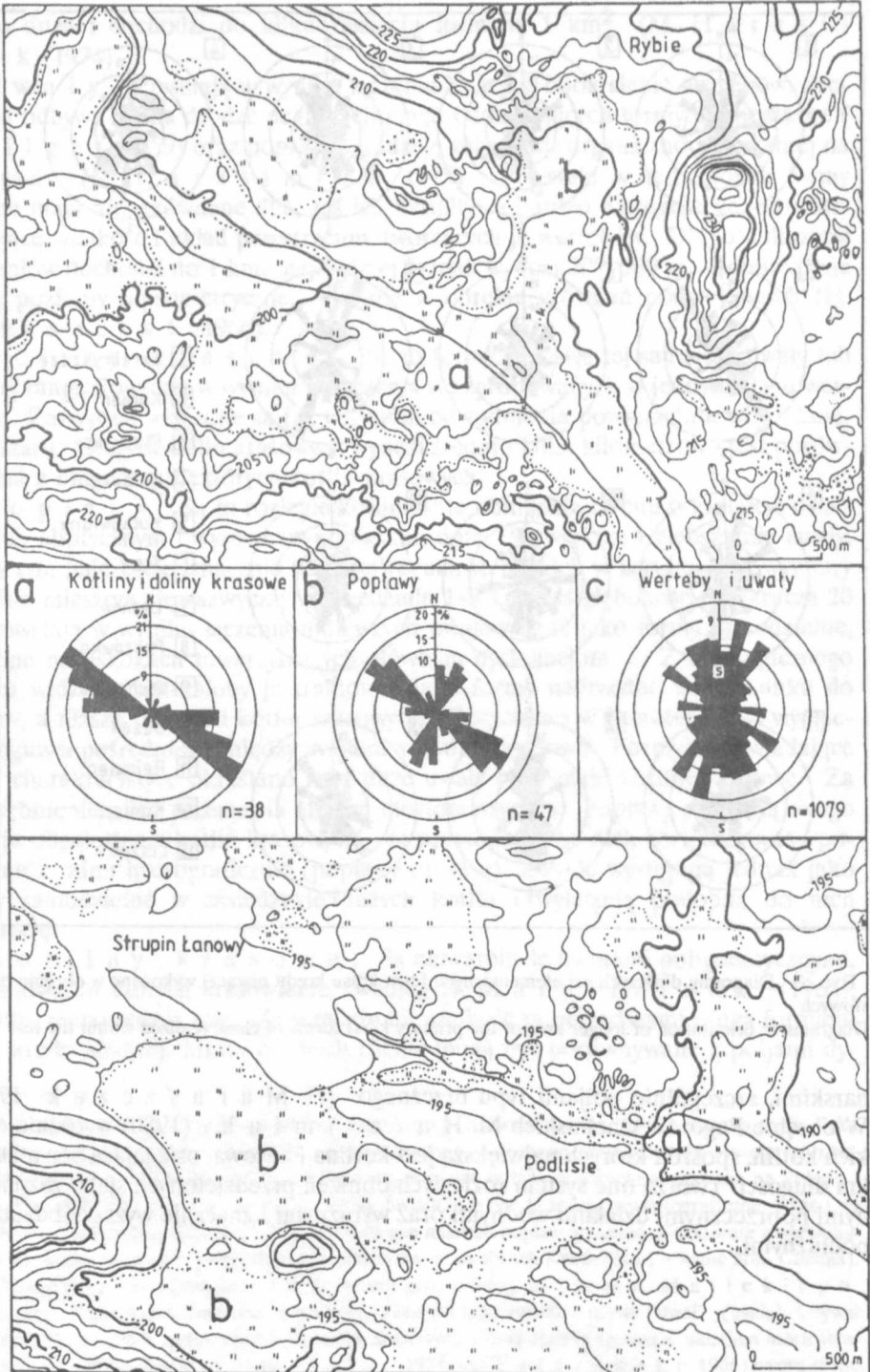
* Pojęcie "popława" według *Słownika języka polskiego* J. Karłowicza i in. (1908) oznacza m. in. "łąka na niższym poziomie, wśród pól położona, popławiana czasowo, w czasie wezbrania wód wiosennych i letnich deszczów; łąka mokra, bagnista". W takim sensie nazwa ta była powszechnie używana na Polesiu i Podolu Pokuckim (W. T e i s s e y r e 1900). Świadczą o tym liczne nazwy fizjograficzne, także i na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu, określające mianem popław obszerne, nieckowate zagłębienia terenu, okresowo bądź stale podmokłe (np. uroczyska w okolicach Kamienia i Pławanic koło Chelma). Termin popława został wprowadzony do literatury geomorfologicznej przez A. M a l i c k i e g o (1937) jako polski odpowiednik obco brzmiącej, zdaniem tego autora – nazwy "uwał" (uwała). Używał go do określenia dużych kotlinowatych zagłębień krasowych, z osią dłuższą zgodną z układem morfostrukturalnym. Poza nielicznymi wyjątkami (J. F l i s 1954, A. W a l c z o w s k i 1966) nazwa ta nie była szerzej stosowana w literaturze polskiej.



Ryc. 3. Diagramy dłuższych osi elementarnych form krasu kredy piszącej wykonane w obrębie pól testowych

Diagrams of orientation of longer axes of the primary karst forms of chalk realized within the test fields

narskimi, szczególnie poljami typu brzeżnego (H. M a r u s z c z a k 1966). W obrębie Pagórów Chełmskich M. H a r a s i m i u k (1980) wyróżnia 6 takich kotlin, spośród których największą jest kotlina Pawłowa, osiągająca bez mała 20 km długości. Tworzą one system rozległych obniżień przedzielonych słabo zaznaczonymi poprzecznymi działami wodnymi oraz wyraźnymi i znacznie wyższymi działami podłużnymi.



ANALIZA MORFOMETRYCZNA FORM KRASOWYCH

Analizowano długość i orientację dłuższej osi wszystkich typów form rzeźby krasowej na omawianym obszarze. Na mapie topograficznej 1:25 000 zmierzono azymuty osi tych form, których długość była większa niż 1 km. Wyniki pomiarów zestawiono w postaci diagramów kierunkowych, oddzielnie dla form dużych i średnich. Dla potrzeb analizy statystycznej przyjęto umownie długość 3 km jako graniczną dla obu kategorii form. Przy takim podziale w grupie form dużych znalazły się zarówno kotliny krasowe, jak i formy niższej rangi – doliny krasowe. Drugą grupę, tj. form średnich, stanowią popławy. Mimo takiego ujęcia, czy raczej dzięki niemu, uzyskane wyniki dają jasny obraz ukierunkowania przestrzennego złożonych form krasowych. Ze względu na bardzo dużą liczbę elementarnych form krasu kredy piszącej – wertebów oraz mniejszych uwałów – wytypowano 13 pól testowych, każde o powierzchni 4 km² (ryc. 1). Reprezentują one 3 mezoregiony międzyrzecza środkowego Wieprza i Bugu (Pagóry Chelmskie, Obniżenie Dubienki i Obniżenie Dorohuckie) oraz różną pozycję hipsometryczną i morfologiczną samych form. W obrębie pól analizowano te same cechy morfometryczne, a więc długość i orientację dłuższych osi wszystkich wertebów i uwałów. W celu zapewnienia możliwie największej dokładności pomiarów wykorzystano mapy topograficzne 1:10 000. Wyniki przedstawiono także w postaci diagramów kierunkowych, oddzielnie dla każdego pola testowego (ryc. 3) oraz na diagramie zbiorczym (ryc. 4).

Kryterium wielkości form krasowych, jako podstawa do dalszych rozważań nad ich związkiem ze szczelinowatością tektoniczną górotworu, pozwoliło na określenie ukierunkowania poszczególnych typów genetycznych form krasowych oraz wskazanie głównych trendów zmian tego ukierunkowania wraz z przekształceniem form niższego rzędu w wyższe – złożone.

K o t l i n y oraz **d o l i n y** k r a s o w e. Pomiaru 38 dużych form krasowych o dłuższej osi ponad 3 km świadczą o bardzo wyraźnym ich ukierunkowaniu. Układ przestrzenny tych form nawiązuje niemal wyłącznie do dwóch kierunków: 290–320°, z maksimum w przedziale 300–310° oraz 270–280° (ryc. 4). Łączny udział procentowy obu tych sektorów sięga 65%, a wraz z przedziałem 280–290° niemal 80%. Duże formy krasowe zarówno kotliny, jak i doliny w sposób istotny nawiązują do przebiegu głównych dyslokacji i stref dyslokacyjnych w kompleksie mezo-kenozoicznym obszarze. Poprzez tektoniczne uwarunkowanie sedimentogenezy górnokredowej ich kierunek jest zarazem zgodny z biegiem warstw skalnych tego piętra. Obszary występowania zaś odpowiadają wychodniom szczególnie podatnych na krasowienie odmian litologicznych górnej kredy – margli i kredy piszącej. Uwzględniając stałą aktywność dyslokacji aż po kenozoik (A. M. Ż e l i c h o w s k i 1984) i ich wysoką drożność hydrauliczną przynajmniej do spągu kredy (P. H e r b i c h 1980, A. Z w i e r z c h o w s k i 1988) można sądzić, że związek ten nie może mieć wyłącznie charakteru pośredniego, co było dotąd podkreślane (M. H a r a s i m i u k 1980). Oba systemy zrzutowo-przesuw-

Ryc. 4. Przykłady obszarów krasowych międzyrzecza środkowego Wieprza i Bugu wraz z diagramami orientacji dłuższych osi poszczególnych typów genetycznych form krasowych
Examples of the karst areas of the middle Wieprz and Bug interfluvium with diagrams of orientation of longer axes of the particular genetic types of karst forms

czych dyslokacji, warunkujących rozwój najwyższych rangą form krasu kredowego, cechuje obecność nieprzepuszczalnych barier dynamicznych na skrzydłach wiszących (półrzębach) oraz licznych, głębokich, pionowych spękań o dużym rozwarciu w skrzydłach zrzuconych (A. Z w i e r z c h o w s k i 1989). Skrzydła zrzucone (półrowy) stanowią strefy odpowiadające zasięgowi kotlin krasowych.

P o p ł a w y . Zmierzono 47 form tego typu w przedziale wielkości 1–3 km. Większość grupuje się w dwóch sektorach. Kierunek NW–SE (WNW–ESE), odpowiadający przebiegowi paleozoicznych rozłamów strukturalnych, stanowi 45% wszystkich pomiarów. Ten typ tworzą przede wszystkim popławy zamknięte. Kierunki prostopadłe do przebiegu głównych linii tektonicznych w kompleksie mezo-kenozoicznym ($20\text{--}40^\circ$ i $0\text{--}10^\circ$) wykazują generalnie popławy otwarte. W obu przypadkach formy te rozwijają się na uskokach towarzyszących głównym dyslokacjom zarówno na uskokach podłużnych, jak i poprzecznych – o mniejszym rozwarciu i zasięgu pionowym. W obrębie Obniżenia Dubienki ich występowanie związane jest przede wszystkim ze strefami o cechach ukierunkowanych rozluźnień utworów kredowych (A. H e n k i e l 1984).

U w a ł y i w e r t e b y . Poszczególne diagramy kierunkowe najniższych rangą form krasu kredy piszącej nie wykazują wyraźnego uporządkowania przestrzennego, niezależnie od pozycji hipsometrycznej obszaru testowego (ryc. 3). Wyjątek stanowią jedynie formy sąsiadujące bezpośrednio z kotliną krasową lub popławą (Kanie, Wołkowiany). W tych szczególnych przypadkach osie większości wertebów i mniejszych uwałów są generalnie prostopadłe do kierunku form nadrzędnych, co wynika z drenującego charakteru dużych szczelin tektonicznych (ryc. 3).

Wykonany na podstawie 1079 pomiarów zbiorczy diagram kierunkowy elementarnych form krasowych, dla całego międzyrzecza środkowego Wieprza i Bugu, wykazuje zwiększoną koncentrację kierunków o układzie południkowym. Jednakże kątowy przedział azymutów jest tu bardzo szeroki (ryc. 4). Rozwój wertebów i mniejszych uwałów związany jest z obecnością w stropie utworów górnokredowych bardzo gęstej sieci drobnych, bezładnie ukierunkowanych spękań i rozluźnień wietrzeniowych, decydujących o warunkach infiltracji i krążenia wód podziemnych na małych głębokościach. Zasięg pionowy tej strefy nie przekracza z reguły 5 m (P. H e r b i c h 1980).

UWAGI KOŃCOWE

Wyniki przedstawionej analizy pozwalają na pewne uogólnienia dotyczące trendów ewolucji form krasu typu kredy piszącej, wynikających z charakteru uszczelnienia górnokredowego masywu skalnego:

1. Rozwój form krasu omawianego typu zależny jest od lokalnej bazy drenażu. Oprócz dolin rzecznych spełniających tę rolę istotne znaczenie odgrywa system szczelin, głównie genezy tektonicznej (drenaż ukryty).

2. Wertebry i małe uwały rozwijają się na spękaniach typu wietrzeniowego i podobnie jak bezładny jest układ tych szczelin, tak i orientacja przestrzenna wytworzonych na nich form krasowych nie wykazuje wyraźnego ukierunkowania.

3. Duże uwały powstające z łączenia kilku sąsiednich wertebów, często o skrajnych orientacjach swych osi dłuższych, przyjmują kierunek nawiązujący wyraźnie do spēkań ciosowych masywu górnokredowego.

4. Infiltrujące wody opadowe są drenowane bocznie z horyzontów szczelinowo-warstwowych do horyzontów szczelinowych związanych z dyslokacjami i spēkaniami ciosowymi. Dlatego orientacja większych form krasowych – popław oraz dolin – wykazuje wyraźne uprzywilejowanie kierunków nawiązujących do przewodnich linii tektonicznych: NW–SE i NE–SW.

5. Kotliny krasowe powstały na głównych dyslokacjach i strefach dyslokacyjnych masywu górnokredowego. Tworzą one system rozległych obniżzeń terenu, związanych z dwoma kierunkami tektonicznymi: 300–320° i 270–280°.

LITERATURA

- B ö g l i A. 1960, Kalklösung und Karrenbildung. Zeitsch. für Geomorph., Suppl., vol. 2, 4–21.
- B u r a c z y Ń s k i J. 1984, Rzeźba powierzchni podzwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Sub-Quaternary Surface Relief of the Lublin Coal Basin). Ann. UMCS, sec. B, vol. 39, 39–50.
- C h a b o t G. 1925, Récents progrès de l'études des phénomènes karstiques. Ann. de Geographie, vol. 34, 481–494.
- C o r b e l J. 1959, Erosion en terrain calcaire. Ann de Geographie, vol. 68, z. 2, 97–120.
- C z i k i s z e w A. G. 1978, Problemy izuczenija karsta Russkoj Rawniny, Moskwa.
- F l i s J. 1954, Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej (sum. Gypsum karst of the Nida Trough). Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 1.
- H a r a s i m i u k M. 1974, Powierzchniowe formy krasowe w południowej części Pagórów Chełmskich (sum. Surface Karst Forms in the Southern Part of the Chelm Hills). Ann. UMCS, sec. B, vol. 26, 169–196.
- H a r a s i m i u k M. 1975, Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie (sum. Relief evolution of the Chelm Hills in the Tertiary and Quaternary). Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 115.
- H a r a s i m i u k M. 1980, Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Wyd. UMCS, Lublin.
- H a r a s i m i u k M., H e n k i e l A. 1977, Tektoniczny kontakt kredy i trzeciorzędzie w okolicy Chełma Lubelskiego (sum. Post-Lower-Sarmatian fault in the area of Chelm Lubelski). Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 47, z. 4, 553–557.
- H a r a s i m i u k M., H e n k i e l A. 1979, Neogeńskie rowy tektoniczne w okolicy Chełma (sum. Neogene tectonic troughs in the vicinity of Chelm). Prz. Geol., nr 2, 102–103.
- H e n k i e l A. 1984, Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego (sum. Tectonics of Meso-Cainozoic Cover of Northern Slope of the Metacarpatian Swell). Ann. UMCS, sec. B, vol. 39, 15–38.
- H e r b i c h P. 1980, Tektoniczne uwarunkowanie horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalnych utworów górnej kredy rejonu Chełma. Tech. Poszuk. Geol., nr 3, 27–32.
- J a h n A. 1946, Teren krasowy Siemienia w powiecie radzyńskim (sum. The karst area of the village Siemień in the Radzyń District). Czasop. Geogr., t. 17, z. 3–4, 226–230.
- J a h n A. 1956, Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (sum. Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 7.
- K a r ł o w i c z J., K r y Ń s k i A., N i e d ź w i e c k i W. 1908, Słownik języka polskiego. Warszawa.
- K ę s i k A. 1965, Kras okolic Radlina (sum. Karst Phenomena in the Environs of Radlin). Ann. UMCS, sec. B, vol. 18, 157–165.
- K r a j e w s k i S. 1970, Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej (sum. Character of Ground Water Paths in Fissure Formations of the Upper Cretaceous Lublin Upland). Prz. Geol., nr 8–9, 367–370.

- K r a j e w s k i S. 1984, Wody szczelinowe kredy lubelskiej (sum. Fissure waters in the Cretaceous in the Lublin region). *Prz. Geol.*, nr 6, 359–363.
- L o m a e w A. A. 1979, Geologia karsta Wołyńno-Podolii, Kijew.
- M a k s i m o w i c z G. A. 1969, *Osnovy Karstowiedienija*. t. 2, Piern.
- M a l i c k i A. 1937, Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi (zsf. Die Entwicklung und jetziger Stand der Forschungen über Karstgebieten). *Czasop. Geogr.*, t. 15, 112–123.
- M a l i n o w s k i J. 1974, Hydrogeologiczne warunki odpływu podziemnego na Roztoczu Zachodnim (sum. Hydrogeological conditions of ground-water discharge in the West Roztocze Region). *Kwart. Geol.*, nr 3, 490–503.
- M a r u s z c z a k H. 1966, Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu – typ krasu kredy piszącej (rés. Phénomènes karstiques dans les roches du crétacé supérieur entre la Vistule et le Bug – Type de karst crayeux). *Przegl. Geogr.*, t. 38, z. 3, 339–370.
- M a r u s z c z a k H. 1972, Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. [W:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, Warszawa.
- M i c h a l c z y k Z. 1986, Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Wyd. UMCS, Lublin*.
- M i c h a l c z y k Z., W i a t e r Z. 1979, Wpływ ujęcia wód podziemnych w Strupinie na stosunki hydrogeologiczne okolic Chełma. *Mat. konf. : Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych*. *Wyd. UMCS, Lublin*; 55–88.
- M o r o z o w W. A. 1966, Znaczenie nowszych tectonicznych dźwignij w rozwitii mielowego karsta Priwołskoj Wozwyszenosti. *Wopr. Geol. Jużn. Urala i Powożta*, nr 3; 280–282.
- R ü h l e E. 1976, Uwagi o zjawiskach krasowych między środkową Wisłą a Bugiem oraz Bugiem a Styrem (sum. Notes on karst phenomena observed between the middle reach of the Vistula and the Bug and between the Bug and the Sty river). *Stud. Soc. Scien. Torun.*, vol. 8, nr 4–6, 257–275.
- R y b i c k i S., R y b i c k i J. 1973, Własności inżyniersko-geologiczne utworów kredowych okolic Chełma Lubelskiego (sum. Engineering – Geological Properties of Formations Found in the Vicinity of Chelm Lubelski). *Kwart. Geol.*, t. 17, z. 2, 301–308.
- R z e c h o w s k i J. 1964, Kras w okolicy Krępcza koło Lublina (rés. Les formations du karst environs de Krępiec près de Lublin). *Ann. UMCS, sec. B*, vol. 17, 187–198.
- T e i s s e y r e W. 1900, *Atlas Geologiczny Galicyi*. Tekst do zeszytu VIII, Kraków.
- W a l c z o w s k i A. 1966, Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (sum. Karst Phenomena on the South-East Margin of the Święty Krzyż Mountains). *Ann. UMCS, sec. B*, vol. 19, 29–62.
- W i l g a t T. 1950, Kras okolic Cycowa (sum. Karst in the Surrounding of Cyców). *Ann. UMCS, sec. B*, vol. 4, 229–252.
- W i l g a t T. 1959, Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej (rés. Recherches sur les eaux souterraines du Plateau de Lublin). *Ann. UMCS, sec. B*, vol. 12, 221–237.
- Z w i e r z c h o w s k i A. 1988, Strukturalne uwarunkowanie dróg krążenia w głębszych wód w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Structural conditions of deep groundwater circulation pattern in NE part of the Lublin Coal Basin). *Kwart. Geol.*, nr 2, 457–474.
- Z w i e r z c h o w s k i A. 1989, Rola tektoniki w kształtowaniu się warunków hydrogeologicznych w obszarze lubelskim (sum. The tectonics role in formation of the hydrogeological conditions on the Lublin area). *Przegl. Geol.*, nr 12, 614–624.
- Ż e l i c h o w s k i A. M. 1972, Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem (sum. Evolution of the geological structure of the area between the Góry Świętokrzyskie and the river Bug). *Biul. Inst. Geol.*, nr 263.
- Ż e l i c h o w s k i A. M. 1984, Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. 56 Zjazdu PTGeol., Wyd. Geol.*, 21–35.

SUMMARY

In the described area (Fig. 1) the karst phenomena develop in the carbonate rocks of upper Cretaceous – marls, marly limestones and chalk. Such surface forms are absent here. Complex of phenomena typical of these rocks was defined as a chalk karst type (Maruszczak 1966). In its development the lithology and rock chemism are more important than climatic factors – as in typical karst. Very

low water permeability of marls and chalk, about 3×10^{-8} m/s (Rybicki 1973), determines the fact that the underground waters flow in the fissures of tectonic and weathering origin. Therefore, the fissuring of the rock mass has a direct effect on the run and rate of the karstification. Since in recent years the tectonics of the Lublin Upland (Fig. 2) has been examined more closely, now it is possible to determine relations between the karst forms and course of the tectonic dislocations as well as joint fissures.

Length and orientation of the longer axis of the karst relief forms were studied. The measurement results are presented in the diagrams of orientation made for small forms (longer axis less than 1 km), middle forms (1–3 km) and longer forms (more than 3 km). Because of abundance of the small forms – dolines and small uvalas – their morphometric analysis was made in 13 test fields representing three morphostructural mesoregions of the investigated area (Fig. 3). Such classification according to the size of karst forms allows us to determine the character of orientation and its changes connected with the transformation of the small forms, i. e. forms of lower rank, into the greater – complex ones.

Dolines and small uvalas develop in the fissures of weathering type; arrangement of these fissures is random, so the karst forms connected with them, also, do not reveal distinct orientation. Large uvalas which were formed by joining several neighbouring dolines (often with extreme orientation of longer axes) show the direction corresponding to the joint fissures. Orientation of the larger karst forms – small poljes ("poplava") and valleys – distinctly corresponds to the main tectonic lines (NW–SE and NE–SW) of the area. The largest forms, i. e. poljes, were formed in the main dislocation zones. They form large land depressions connected with two tectonic directions: $300\text{--}320^\circ$ and $270\text{--}280^\circ$.

